古尔班通古特沙漠南缘沉积记录的全新世环境演变

马运强[1,2]， 刘 瑞[1,2]， 李志忠[1,2,3]， 靳建辉[1,2,3]，
邹晓君[1,2]， 谭典佳[1,2]， 陶通炼[1,2]

（1. 福建师范大学地理科学学院，福建 福州 350117；2. 福建师范大学湿润亚热带山地生态国家重点实验室培育基地，福建 福州 350117；3. 福建师范大学地理研究所，福建 福州 350117）

摘 要：古尔班通古特沙漠南缘处在风、水两相营力作用的交汇区域，沉积环境独特，对气候变化响应敏感，是研究中国西北沙区全新世环境演变的理想区域。选取古尔班通古特沙漠南缘荒漠-绿洲过渡带3个风积-冲积交互地层剖面，在实地观察岩性特征、沉积序列的基础上，通过光释光（OSL）测年建立年代标尺，结合粒度参数、磁化率和石英颗粒表面微形态特征的对比分析，综合判别研究区全新世以来的沉积环境演化过程。结果表明：研究区地层序列主要反映了河流过程和风沙过程的消长，并且表现出同期异相特征。约11.8~10.2 ka，天山北麓冲积作用活跃，辫状河深入沙漠，局部发育河流沉积；约10.2~6.0 ka，研究区进入全新世适宜期，沙漠北退，河湖、湿地广泛发育；约6 ka至今，研究区冲积作用减弱，风沙活动频繁，沙漠环境与河流环境交替出现。近千年以来，研究区沉积环境表现出风沙活动增强、河流冲积萎缩的特点，古尔班通古特沙漠总体上有南侵扩张趋势。本区全新世湿润环境的出现主要受制于西风环流的强弱变化和位置变动，此外，北半球夏季太阳辐射与天山冰川的耦合作用及北大西洋冷事件引发的气候波动可能也是影响本区全新世沉积环境变迁的重要因素。

关 键 词：全新世；沉积环境变迁；气候演化；风-水两相沉积；古尔班通古特沙漠
文章编号：1000－6060(2023)10－1663－17(1663～1679)

世界干旱、半干旱区约占地球陆地表面积的35%，除了广泛发育的风成沙丘，在沙漠边缘和腹地还常见冲积物和湖积物[1-2]，因此沙漠沉积是重建干旱、半干旱区第四纪古环境的重要地质档案[3-6]。同时，作为全球粉尘释放的重要源区，沙漠沉积物也记录了粉尘运移的关键过程，对全球生物地球化学循环起着重要作用[7]。

随着末次盛冰期以来的全球气候变化，世界各大沙漠的分布范围和活动性质发生了很大变化[6,8-9]，同样，中国北方沙漠沙地的分布范围和活动特点在末次盛冰期和全新世大暖期也发生了很大变化[10-11]，且因中国各个沙漠沙地所处自然地理环境差异较大，地质时期各个沙区地层沉积相组合、代用指标反映的气候特点和沙漠发展过程呈明显的空间分异[12-14]。总体而言，中国中东部沙漠沙地在全新世8~4 ka间普遍经历了一个气候湿润、沙丘固定、沙漠范围缩小的时期[10,15-16]，但是关于新疆沙区全新世相对湿润期的起讫时间、形成原因等是否与东部季风区沙漠沙地演变序列一致或具有西风环流影响下的独特性等问题尚存在不同的认识[14,17-22]。

古尔班通古特沙漠位于准噶尔盆地中央，中亚干旱区东部，处在北大西洋气候信号向东亚季风区传递的过渡地区[20-21]。关于全新世以来古尔班通古特沙漠的环境演变研究，黄强等[23]通过对沙漠南缘丘间地钻孔沉积的综合研究，发现沙漠边缘沉积序列呈现风积和冲积交互的特点，在全新世中期有一

收稿日期：2022-11-12； **修订日期：**2022-12-07
基金项目：国家自然科学基金(42071011)；福建师范大学研究生科研创新基金项目资助
作者简介：马运强(1998-)，男，硕士研究生，主要从事风沙地貌与环境演变研究. E-mail: 441709021@qq.com
通讯作者：李志忠(1962-)，男，教授，博士生导师，主要从事风沙地貌与环境演变研究. E-mail: lizz@fjnu.edu.cn

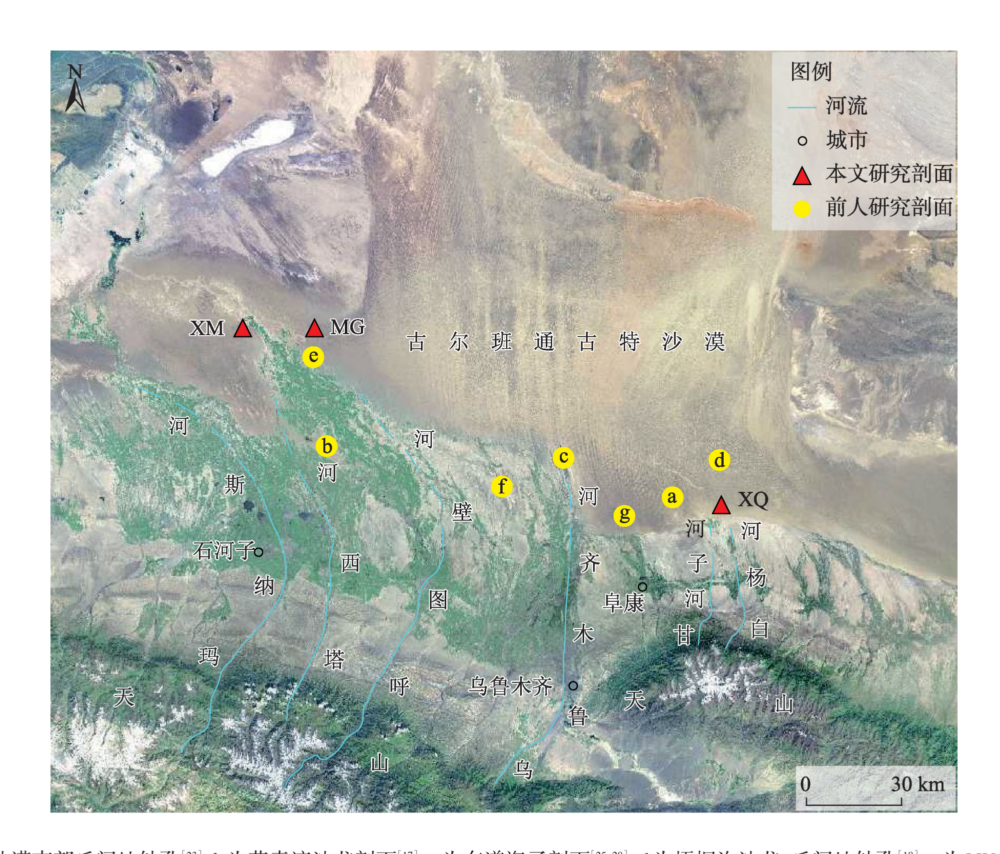
次偏湿气候波动。陈惠中等[17]通过对沙漠西南沙垄剖面多种环境代用指标的综合分析,认为全新世以来沙漠历经多次扩张和收缩过程,其气候环境变化模式与东部季风区相一致。Li等[18]利用光释光(OSL)测年、探地雷达技术(GPR)并结合粒度、磁化率等指标对沙漠东南部沙丘沉积记录的古气候环境进行综合研究,指出早全新世和晚全新世时期沙漠气候最为干旱,沙丘堆积迅速,而中全新世时期湿度增加,沙丘趋于固定。近期Zong等[24]对沙漠南缘3个风积-冲积交互沉积序列的光释光年代进行了系统研究,发现全新世初期气候干旱,风沙活动增强,约10~8 ka沙漠环境最为湿润,在湿度变化方面沙漠边缘的沉积记录与周边湖泊和黄土记录具有良好的一致性。总体上看,尽管越来越多的研究者关注沉积环境演变较快、对气候变化响应敏感的沙漠边缘地区,通过地层沉积记录提取沙漠古地理环境的演变信息,但沙漠边缘沉积序列反映的古环境演变过程却表现出明显的差异性,且已有记录尚难在亚轨道至千年尺度上揭示古尔班通古特沙漠边缘沙丘进退与冲积盛衰之间的关系及其形成机制。

本文选取古尔班通古特沙漠南缘荒漠-绿洲过渡带的3个代表性地层剖面,在野外观察岩性特征、沉积序列的基础上,以OSL测年建立年代标尺,结合沉积物粒度、磁化率及石英颗粒表面微形态特征的综合分析,探讨全新世以来古尔班通古特沙漠南缘荒漠-绿洲过渡带的沉积过程和环境演变历史,以期为研究区沙漠化的长期变化趋势预测提供科学依据。

1 研究区概况与剖面描述

1.1 研究区概况

研究区位于天山北麓冲洪积平原与古尔班通古特沙漠的交汇地带(图1)。古尔班通古特沙漠面积约5.63×10^4 km^2,地处准噶尔盆地内部,是中国第二大沙漠,也是受西风环流影响最为明显的沙漠,沙丘类型以固定、半固定型占绝对优势[13,29-30]。沙漠气候类型属温带大陆性干旱气候,年均温5~7 ℃,年平均降水量约100~200 mm。由于夏季西风湿润气



注:a为沙漠南部丘间地钻孔[23];b为莫索湾沙垄剖面[17];c为东道海子剖面[25-28];d为梧桐沟沙垄、丘间地钻孔[18];e为MNS剖面[24];f为HG剖面[24];g为FK剖面[24]。XM为西古城剖面;MG为玛纳斯林场管护站剖面;XQ为西泉剖面。

图1 研究区概况及研究剖面位置

Fig. 1 Overview of the study area and location of the studied profiles

流注入带来一定降水，冬季在蒙古-西伯利亚高压影响下寒潮及冷空气入侵同样带来降水，因此沙漠植被覆盖度较好，自然景观不同于中国其他沙漠[31-32]。

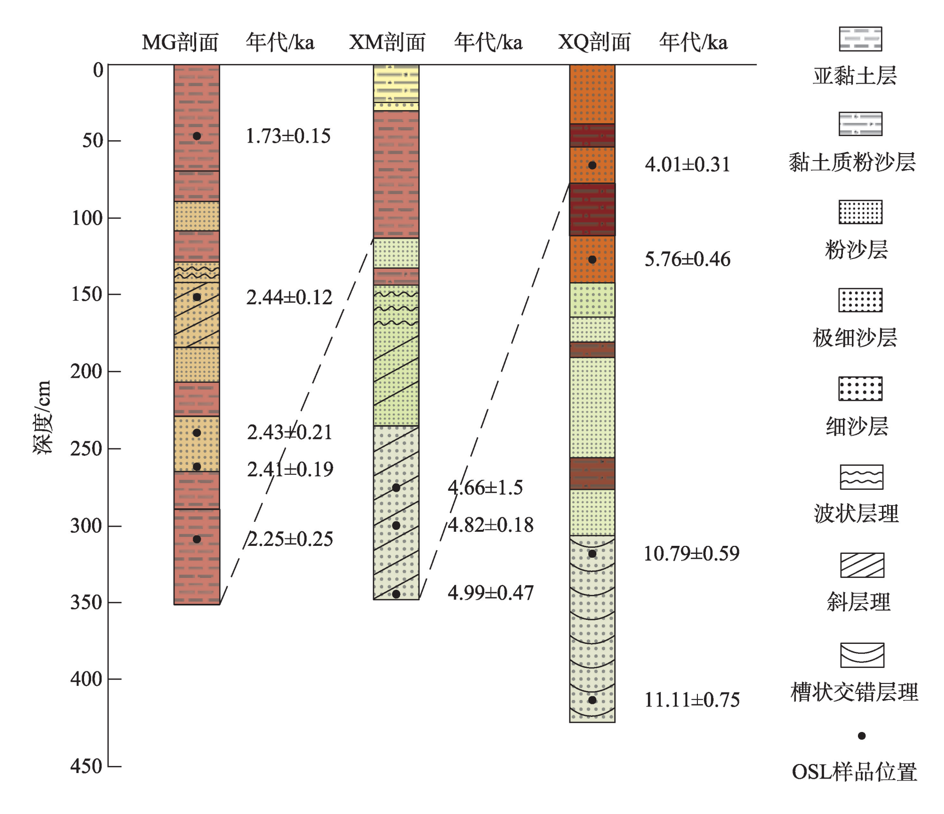
第四纪以来随着天山山体的不断隆升，天山北麓洪积-冲积平原向古尔班通古特沙漠持续推进，形成沉积环境独特的荒漠-绿洲过渡带[33]，其主要地貌类型以河流冲积平原为主，交错叠置发育风成沙丘，并与丘间地冲积走廊相间分布。由于盆地南缘地势南高北低，由冰川融水和山区降水补给的河流大多发源于天山山区，自南向北大致平行汇入沙漠边缘，因此研究区风积-冲积相互作用类型为散乱沙丘-平行排水型[34]，各河流沉积体系相互独立，沉积过程相对稳定，基本无河流袭夺和主河道频繁迁移摆动状况。自西向东，主要河流有玛纳斯河、塔西河、呼图壁河、乌鲁木齐河等。

1.2 剖面描述

西古城剖面(45°07′19.93″N，85°58′23.71″E；XM)和玛纳斯林场管护站剖面(45°03′16.15″N，86°14′06.13″E；MG)位于沙漠西南莫索湾地区(图1)。2个剖面分属塔西河、呼图壁河沉积体系，顶部发育风成沙丘。其中，XM剖面采自塔西河下游古河床附近，MG剖面采自呼图壁河尾闾古河道附近。西泉剖面(44°25′44.39″N，88°22′26.42″E；XQ)位于沙漠东南阜康市以北，采自甘河子河和白杨河下游尾闾古河道附近的沙垄垄间地。3个剖面出露厚度大，水平方向上地层连续性好且无明显沉积相变化。各剖面岩性特征(图2)描述如下：

XM剖面总厚355 cm，自上而下可划分为5层。0~30 cm：淡黄色黏土质粉沙层，略显波状层理，下部夹厚约5 cm细沙层。30~115 cm：浅红褐色亚黏土层，具水平层理。115~145 cm：灰白色粉沙层，略显水平层理，底部夹厚约10 cm浅红褐色黏土质粉沙层，显微细水平层理。145~240 cm：淡灰绿色粉沙层，上部见叠覆波状层理及不对称流水波痕，下部显交错层理，倾角约30°。240~355 cm：青灰色细沙层，含中沙及粗沙，发育低倾角交错层理。

MG剖面总厚365 cm，自上而下可划分为6层。0~70 cm：浅红褐色亚黏土层，块状构造。70~130 cm：浅红褐色亚黏土层与灰黄色粉沙层交互层，见直径2 cm左右黏土球。130~185 cm：灰黄色极细沙层，



注：图例仅代表岩性，地层颜色参照剖面描述。下同。

图2　研究剖面岩性柱状图

Fig. 2　Lithological column diagram of the studied profiles

显交错层理，上部夹黏土碎块，显叠覆波状层理。185~235 cm：灰黄色粉沙层与浅红褐色亚黏土层交互层，顶部见少量红褐色锈斑。235~295 cm：灰黄色极细沙层与浅红褐色亚黏土层交互层，水平层理，略显波状层理。295~365 cm：浅红褐色亚黏土层，块状构造。

XQ剖面总厚425 cm，自上而下可划分为8层。0~40 cm：暗黄橙色极细沙层，略显水平层理。40~55 cm：暗紫红色黏土质粉沙层，块状构造。55~78 cm：暗黄橙色极细沙层，略显水平层理。78~112 cm：暗紫红色黏土质粉沙层，块状构造，夹不均匀灰绿色团块。112~142 cm：暗黄橙色极细沙层，略显水平层理。142~164 cm：淡灰绿色极细沙层，质地较紧实。164~305 cm：灰白色粉沙层，见大量红褐色锈斑及灰褐色沙质透镜体锈斑；上部夹厚约5 cm紫红色黏土质粉沙层，连续性好；中部夹多层紫灰色黏土质粉沙层，波状起伏，与灰白色粉沙层交互式分布。305~425 cm：青灰色细沙层，上部以细沙为主，下部以中沙为主，含粗沙，发育槽状交错层理。

2 样品采集与实验方法

2.1 样品采集

根据3个剖面沉积相和沉积序列变化特点，自上而下间隔5~10 cm不等采集环境代用指标样品和测年样品。指标样采集方面，XM剖面共计69份，MG剖面共计34份，XQ剖面共计63份。鉴于风沙沉积物的OSL测年效果最为良好[35-37]，因此按照OSL样品采样规范[38]，在清除剖面表层风化物后，尽量选择风沙层采集测年样品。XM剖面采集OSL测年样品3个，采样深度为2.75 m、3.00 m和3.50 m；MG剖面采集OSL测年样品5个，采样深度为0.55 m、1.55 m、2.50 m、2.75 m和3.10 m；XQ剖面采集OSL测年样品4个，采样深度为0.66 m、1.26 m、3.25 m和4.05 m。

2.2 实验方法

XM剖面OSL测年样品在福建师范大学湿润亚热带山地生态国家重点实验室完成等效剂量测试。提取63~125 μm石英颗粒采用单片再生剂量(SAR)法[39]测得等效剂量值，测量仪器为丹麦Risø TL/OSL-DA-20C/D型释光测量仪；样品经前处理后送往中国原子能科学研究院采用中子活化法(NAA)测得铀(U)、钍(Th)、钾(K)含量，含水率统一估算为5%，据此估算样品的环境剂量率；最后经年龄计算公式：年龄=等效剂量/环境剂量率，得出样品的埋藏年龄。MG、XQ剖面的OSL年代送至中国地震局地壳应力研究所OSL测年实验室测试完成。其中，MGOSL1、MGOSL3、MGOSL4、MGOSL5号样选择4~11 μm细石英颗粒采用简单多片再生(SMAR)法[40]测得等效剂量值，MGOSL2号样及XQOSL1~XQOSL4号样选择90~125 μm粗石英颗粒采用单片再生剂量(SAR)法测得等效剂量值。

环境代用指标样品测试在福建师范大学湿润亚热带山地生态国家重点实验室完成。其中，沉积物粒度测定使用Mastersizer 2000激光衍射粒度仪完成，根据Udden-Wentworth标准划分粒级，并通过Folk-Ward公式[41]计算样品的平均粒径(M_z)、标准偏差(δ_1)、偏度(S_k)、峰态(K_g)；低频磁化率(χ_{lf})使用Bartinton MS2型磁化率仪测量得到；使用JCM-6000PLUS型扫描电子显微镜对典型层位样品中的石英颗粒表面形态进行观察并截取照片。

3 结果与分析

3.1 光释光(OSL)测年结果

剖面样品的OSL测年结果显示(表1)，XQ剖面底部沙层(4.25 m)的年龄在11 ka左右，为全新世早期沉积，与沙漠东南梧桐沟钻孔[18]测得4.5 m深度处沉积物的年龄相近。剖面上部深度0.66 m、1.26 m处2层风沙层的年龄约4 ka和5.7 ka，为全新世中期沉积。XM剖面底部沙层(2.40~3.55 m)的年龄为5 ka左右，接近XQ剖面1.26 m处风沙层年龄，共同反映了研究区全新世中晚期沉积环境的频繁变迁。MG剖面为近3 ka以来的晚全新世沉积，测年结果与近期Zong等[24]选择钾长石并使用多步升温post-IRIR(MET-pIRIR)法测定的沙漠西南MNS沙垄剖面沉积物的年龄相仿。与之不同的是，MG剖面底部亚黏土层的年龄相对年轻，可能是河流环境下水流波动造成细颗粒沉积物频繁曝光所致。从测年结果来看，3个剖面沉积序列的时间跨度涵盖了整个全新世，记录了研究区全新世以来的环境演变信息。

3.2 沉积构造特征

沉积相是反映沉积环境和古气候状况最显著

表1　研究区剖面OSL测年样品的年代及相关参数值

Tab. 1　Chronology and related parameters of the OSL dating samples of the profiles in study area

样号	埋深/m	铀(U)/μg·g^{-1}	钍(Th)/μg·g^{-1}	钾(K)/μg·g^{-1}	含水率/%	环境剂量率/Gy·ka^{-1}	等效剂量/Gy	年龄/ka
XMOSL1	2.75	1.44±0.05	5.47±0.05	2.08±0.01	5±1	2.78±0.04	12.95±4.17	4.66±1.50
XMOSL2	3.00	1.37±0.05	4.74±0.05	2.06±0.01	5±1	2.71±0.04	13.04±3.19	4.82±1.18
XMOSL3	3.50	1.43±0.05	4.98±0.05	2.09±0.01	5±1	2.77±0.04	13.81±1.30	4.99±0.47
MGOSL1	0.55	3.57±0.04	12.3±0.15	2.45±0.02	5±5	5.04±0.37	8.74±0.40	1.73±0.15
MGOSL2	1.55	2.54±0.05	9.52±0.09	2.07±0.02	5±5	3.34±0.14	8.15±0.18	2.44±0.12
MGOSL3	2.50	2.27±0.04	7.78±0.15	2.06±0.02	5±5	3.72±0.28	9.06±0.39	2.43±0.21
MGOSL4	2.75	2.57±0.04	8.50±0.16	2.05±0.02	5±5	3.88±0.29	9.33±0.20	2.41±0.19
MGOSL5	3.10	3.52±0.10	11.6±0.30	2.24±0.01	5±5	4.69±0.35	10.53±0.85	2.25±0.25
XQOSL1	0.66	1.51±0.01	7.78±0.10	1.91±0.02	5±5	2.87±0.12	11.48±0.76	4.01±0.31
XQOSL2	1.26	1.24±0.01	5.25±0.09	2.01±0.01	5±5	2.72±0.11	15.65±1.06	5.76±0.46
XQOSL3	3.25	1.02±0.01	3.51±0.02	1.63±0.02	5±5	2.14±0.09	23.08±0.80	10.79±0.59
XQOSL4	4.05	0.94±0.01	3.02±0.03	1.75±0.01	5±5	2.19±0.09	24.32±1.27	11.11±0.75

的地层证据[42-43]，是重建古地理环境的直接标志。XQ剖面上段(164 cm以上)主要为暗黄橙色极细沙层与暗紫红色黏土质粉沙层互层沉积(图3a)，黏土质粉沙层呈块状构造，不显层理，具漫洪沉积特征。极细沙层略显水平层理，应为漫洪沉积基底上发育的沙席(平沙地)沉积。2类地层颜色偏红，共同反映了干热的沙漠环境。交互层下接灰绿色极细沙层，具厌氧还原特征，属水成产物。下段(164 cm以下)由灰白色粉沙层过渡至青灰色细沙层，灰白色粉沙层(图3b)见大量红褐、灰褐色植物根孔锈

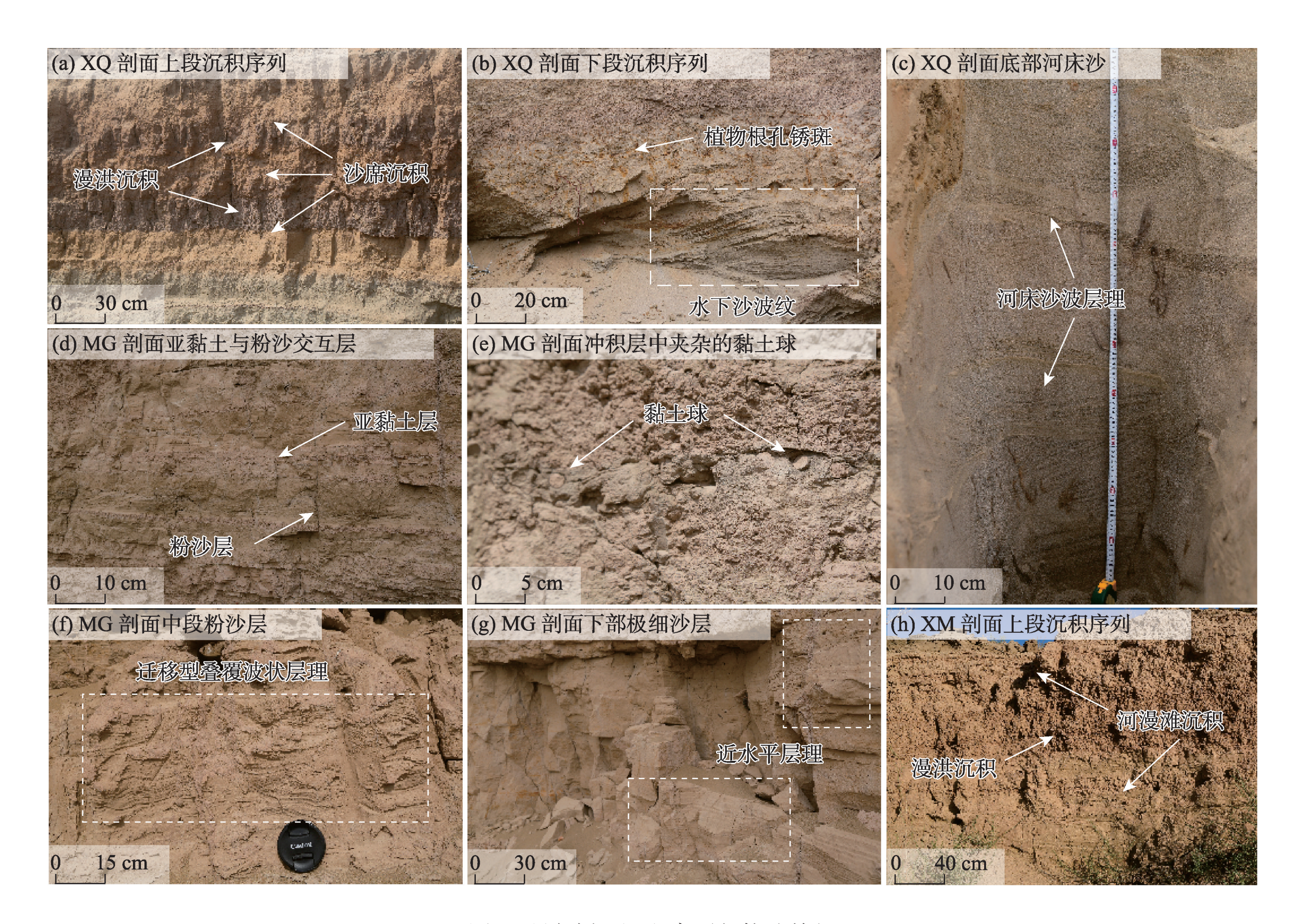


图3　研究剖面沉积序列与构造特征

Fig. 3　Sedimentary sequences and structural characteristics of the studied profiles

斑,层内夹数层波状起伏的冲积层,底部发育水下沙波纹,为水量频繁变化的漫滩湿地沉积。剖面底部沙层(图3c)颜色青灰,发育槽状交错层理,具河床沉积特征,应为冲积平原沉积构造中常见的辫状河沉积。

MG剖面常见浅红褐色亚黏土层,或单独厚层沉积,或与粉沙层交互沉积(图3d)。此类亚黏土层不显层理,可能为辫状河尾闾水流形成的河漫滩沉积。由于尾闾水流水动力较弱,这种河漫滩沉积应更接近于静水沉积[44]。亚黏土、粉沙交互层内见直径2 cm左右黏土球(图3e),说明尾闾水流的水量大小和外动力环境在不断变化,以致沉积环境在河漫滩沉积与静水沉积之间频繁转换。剖面130~185 cm深度处的极细沙层发育交错层理,为典型的风成沙,上覆粉沙层(图3f)具迁移型叠覆波状层理并夹杂黏土碎块,属河漫滩沉积,研究表明天山北麓平原河流尾闾河段通过周期性快速堆积广泛发育此类层理[39]。此外,MG剖面下部有一段呈近水平层理、略显波状层理的灰黄色极细沙层(图3g),可能为风成沙进入尾闾河流形成的河漫滩沉积,其颜色偏黄表明尾闾水流水量不稳定,沙粒未经过充分还原。

XM剖面主要由上段的亚黏土、黏土质粉沙层和下段的粉沙、细沙层构成(图3h),其沉积构造与XQ、MG剖面相类似。上段略显波状层理的黏土质粉沙层(0~30 cm)和呈水平层理的亚黏土层(30~115 cm)具冲积相特征,属河漫滩沉积和漫洪沉积。下段灰白色粉沙层(115~145 cm)顶部见叠覆波状层理及不对称流水波痕,指示宽浅的间歇性流水环境,下部青灰色粉沙、细沙层(145~355 cm)发育不同倾角的交错层理,为典型的风成沉积物。

3.3 粒度特征

沉积物粒度变化反映了沉积环境的变化,通过粒度特征分析可以有效辨识外动力类型和性质,进而提取沉积环境演变的相关信息[45]。粒度测定结果表明,XQ剖面沉积物以细沙、极细沙和粉沙为主(图4a、图5a),粒径(Φ)大于2的中粗沙和小于9的

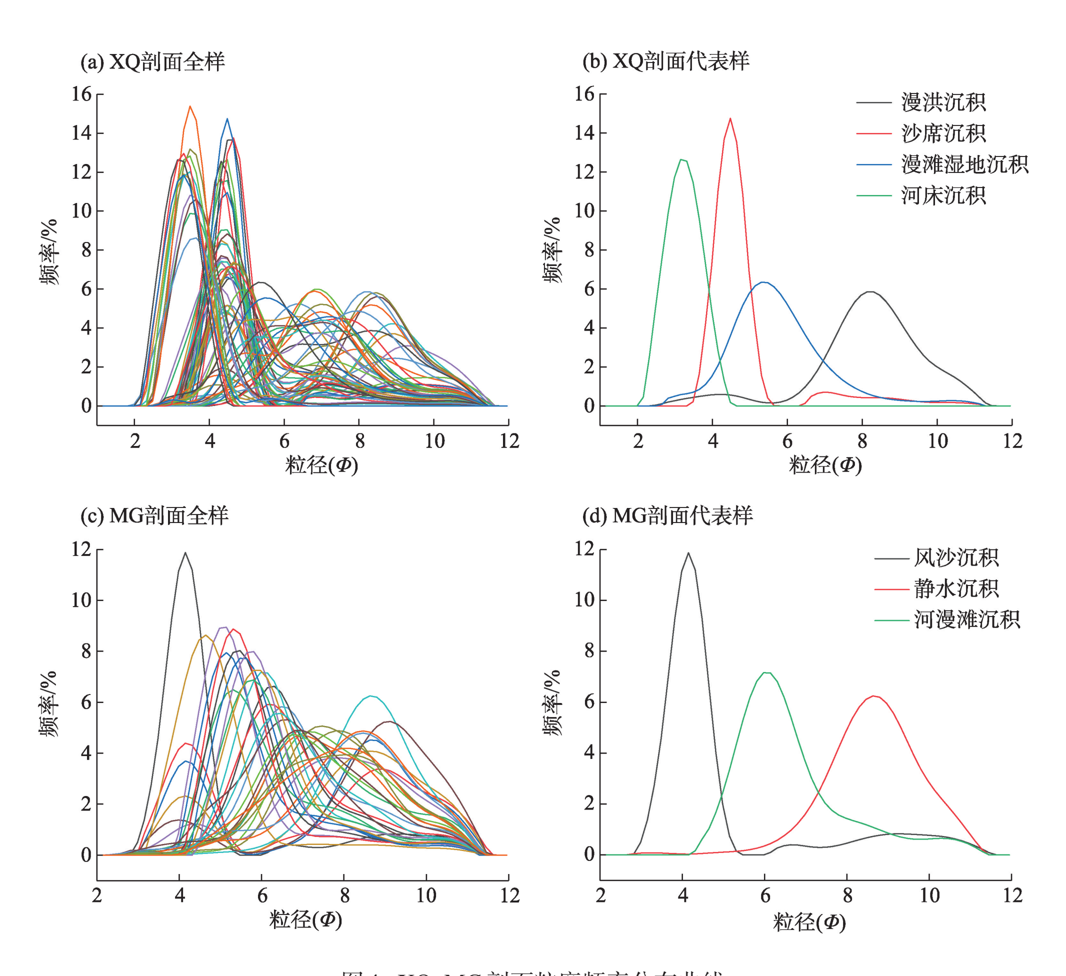


图4 XQ、MG剖面粒度频率分布曲线

Fig. 4 Particle size frequency distribution curves of XQ and MG profiles

黏土含量都不高。结合前述沉积相分析可将XQ剖面划分出4种沉积类型(图4b)：(1) 漫洪沉积。对应剖面上段紫红色黏土质粉沙层，沉积物粒径为全剖面最细，正偏宽峰反映其水成性，较大δ_1表明分选较差。(2) 沙席沉积。对应剖面上段暗黄色沙层，粒度以极细沙、细沙为主，正态尖峰及较低的δ_1反映其分选较好，属风成沉积物。(3) 漫滩湿地沉积。对应剖面下段灰白色粉沙层，峰态宽平，分选中等。(4) 河床沉积。对应剖面底部青灰色细沙层，中沙含量较高，其次为细沙及粗沙。正偏尖峰，分选性较好，在流水作用下细粒组分流失，粗粒组分显著富集。此外，由底部向上河床沙粒级递减，正是冲积扇沙质辫状河道的典型沉积特征[46]。

MG剖面为亚黏土与粉沙、极细沙构成的二元沉积旋迴结构。从所有样品的频率分布曲线来看(图4c)，粒度峰值出现在Φ为4~9的粉沙粒级，其次为Φ高于9的黏土粒级，Φ为2~4的细沙、极细沙含量不高，几乎缺少Φ高于2的中粗沙组分。MG剖面主要有3种沉积类型(图4d)：(1) 静水沉积。对应浅红褐色亚黏土层，细粒组分含量高，正偏宽峰(图5b)，分选性差。(2) 河漫滩沉积。对应剖面中部具波状层理的粉沙层，负偏宽峰，分选较差。剖面下部具近水平层理的灰黄色沙层显水成特性，但增加的极细沙含量又表现出风成沙性质，其颜色偏黄可能反映风沙的混入且未经足够的还原。(3) 风沙沉积。对应具交错层理的极细沙层，细沙、极细沙含量高，峰态呈尖峰，分选性较好，但偏度显著负偏，频率曲线细部尾端可见黏土的混入，说明风沙沉积过程中细粒组分截留较多，可能为植被覆盖度较好的固定、半固定沙丘沉积[47]。

XM剖面沉积物粒度波动较大(图5c)，粉沙、极细沙含量较高，且Φ小于2的中粗沙占有一定比重。XM剖面沉积类型与XQ、MG剖面类似，上部黏土质粉沙层和亚黏土层为负偏宽峰，分选性差，反映水成环境。中部具高倾角交错层理的粉沙层显负偏尖峰，分选中等，与MG剖面中的风沙层类似，应为固定半固定沙丘沉积。底部具低倾角交错层理的青灰色细沙层粗粒组分增多，分选良好，应为流动沙丘沉积。此外，具波状层理的粉沙层与下部风沙层粒度特征近乎一致，仅分选性次之，但显还原色，可能指示了风沙环境向流水环境的转变。

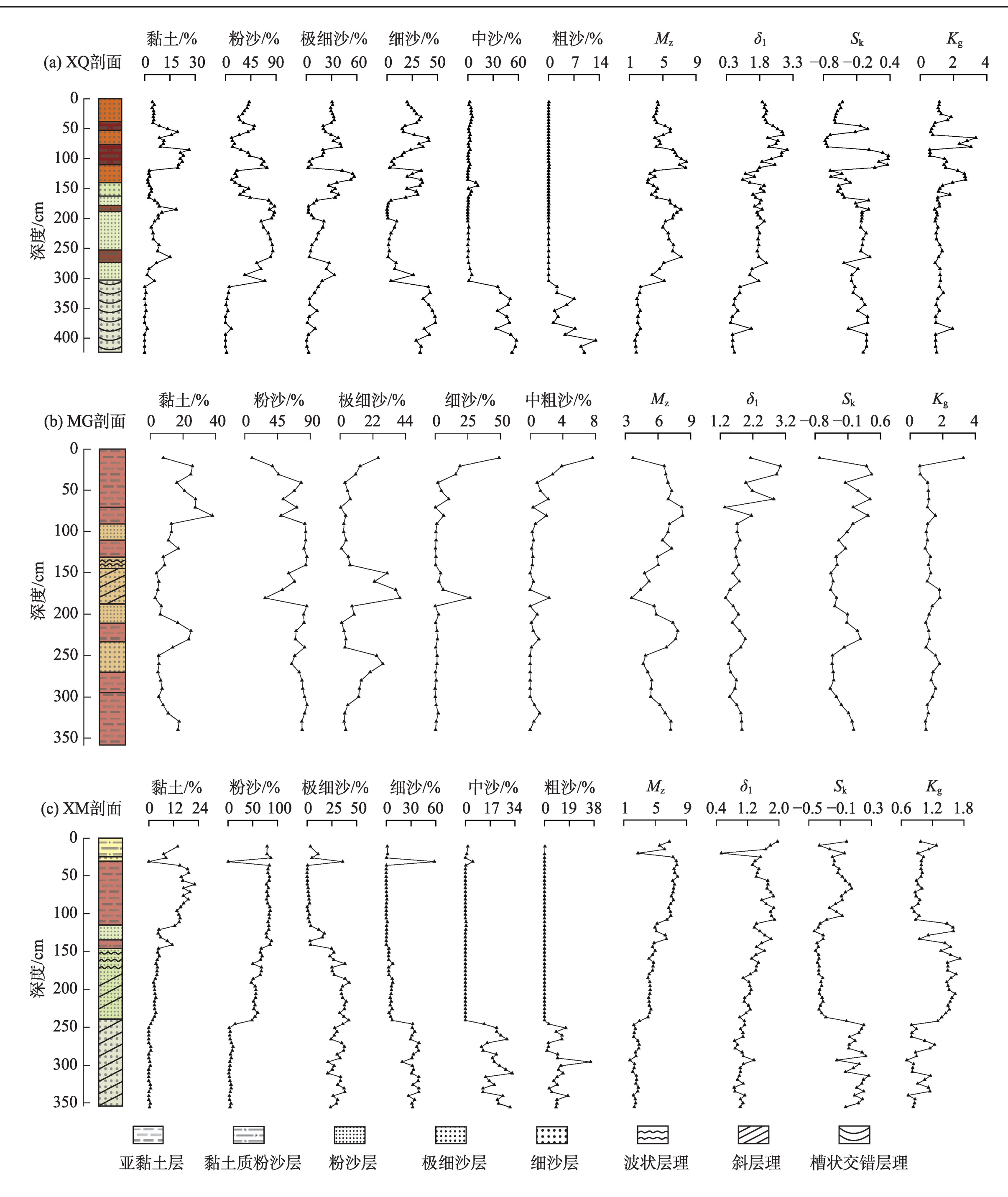
3.4 磁化率特征

磁化率通常可作为环境变化和气候过程的替代指标，尤其在陆相地层中研究沉积物磁性矿物的含量，有助于重建古环境、恢复古气候[48]。一般来说，在季风气候区，沉积物磁化率与降水量呈正相关，降水量增大时成土作用增强，土壤中产生细颗粒强磁性矿物使磁化率增强[49]。但在降水稀少的干旱荒漠地区，成土作用微弱，磁化率的影响因素变得更为复杂[50]。

由图6可知，3个剖面的磁化率随深度发生规律性变化，在不同沉积相表现出峰谷波动。磁化率高值出现在河床沉积层和风沙沉积层，低值出现在漫洪沉积层和河漫滩沉积层，这表明研究区沉积物的磁化率与颗粒粒径呈正相关，粗粒组分磁化率较高，细粒组分磁化率偏低，基本符合干旱区沉积物的磁化率变化特征。即干旱区以物理风化为主，沉积物磁性强弱主要反映近源性的原生磁性矿物，受母质等因素影响较大，随着风化作用增强，沉积物粒径减小，磁化率逐渐降低[51-53]。值得注意的是，处在沙漠东南缘的XQ剖面磁化率整体较高，而距XQ剖面不远的梧桐沟丘间地钻孔沉积物[18]磁化率值也整体偏高，说明物源的差异可能是造成沙漠东缘和西缘原生矿物磁性偏差的主要原因，沙漠东南缘沉积物中原生矿物的磁性要显著高于沙漠西南缘沉积物中原生矿物的磁性。

结合本文3个剖面粒度(图5)和磁化率(图6)的测试结果分析，风成沙层高磁化率指示了风力强劲的干旱环境。这是因为风成沉积的磁化率主要受物源控制，同一地区风成沉积的磁化率比较稳定[54-56]。在此前提下，风成沙的磁化率与颗粒粒径正相关，而粒径大小又指示了沉积时的风力状况，因此风沙沉积物的磁化率变化可以反映风力强度的变化[57-58]。本文研究结果与Li等[18]对沙漠东南丘间地钻孔沉积物粒度和磁化率变化关系的认识大体一致。但在XM剖面底部风沙层，虽然中粗沙含量较高，但磁化率较低，可能是在相同体积下，石英和长石大量富集而强磁性矿物含量相对下降所致。

从研究剖面冲积物磁化率变化特点看，由于河床沉积物与河漫滩、漫洪沉积物粒度组成差异很大，造成原生矿物磁性上的显著差别，粒度较大的河床沉积物磁化率较高，而粒度较细的河漫滩、漫

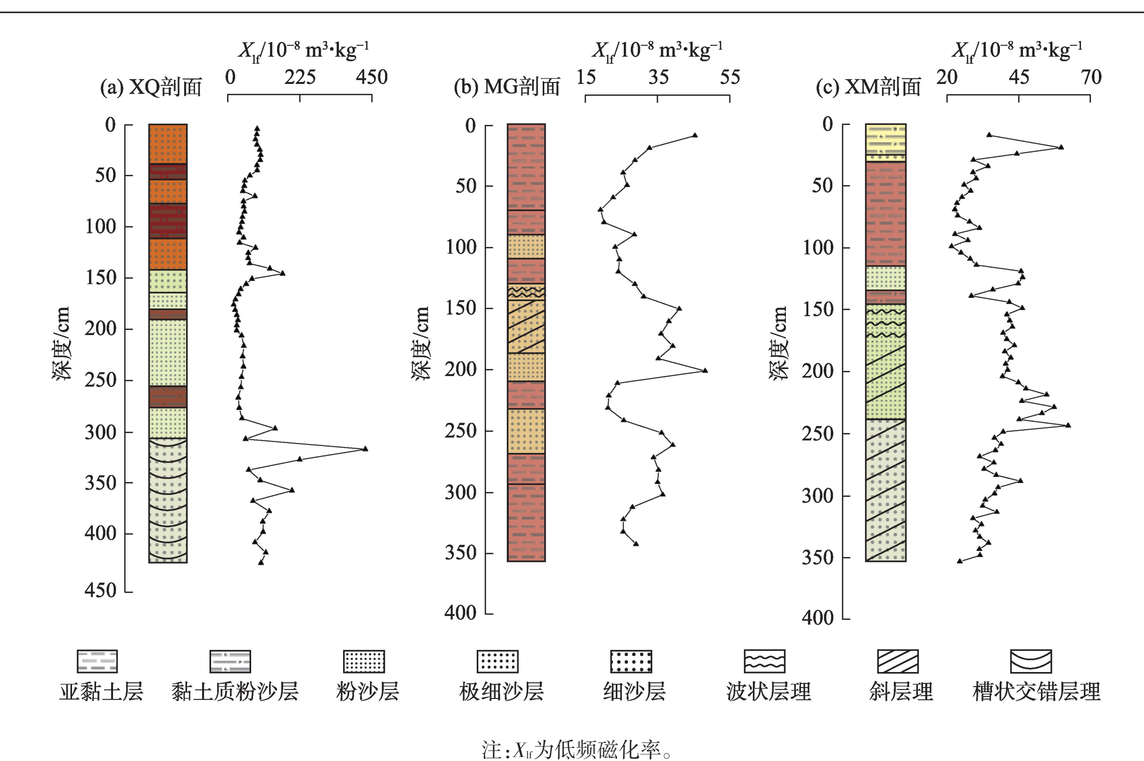


注：M_z为平均粒径；δ_1为标准偏差；S_k为偏度；K_g为峰态。

图5 研究剖面的粒度参数变化曲线

Fig. 5 Variation curves of particle size parameters of the studied profiles

洪沉积物磁化率较低。前人在阿拉善地区古水下沉积物的磁化率研究中也发现63~1000 μm粗颗粒组分的磁化率要显著高于0~63 μm细颗粒组分的磁化率[59]。由于河流沉积物的粒度组成与水动力条件密切相关，那么由原生磁性矿物粒径大小不同而导致的磁化率差异在一定程度上可以作为水动力能量的代用指标，并成为沉积动力环境的判据之一[60]。其中，XQ剖面下段含根孔锈斑的灰白色粉沙层磁化率为全剖面最低，除了细颗粒组分较多以外，长期处于渍水厌氧条件下导致亚铁磁性矿物被还原转化成弱磁性的针铁矿和纤铁矿[61-63]也是其磁化率较低的重要原因。这既指示了尾闾浅水沼泽微弱的水动力特征，又反映了沉积时或存在一个广阔、稳定的水环境以提供厌氧还原条件。



注：X_{lf}为低频磁化率。

图6 研究剖面磁化率变化曲线

Fig. 6 Variation curves of the magnetic susceptibility of studied profiles

3.5 石英颗粒表面微形态特征

在碎屑物质搬运沉积过程中，石英颗粒受不同外力作用和沉积后的风化溶蚀影响，表面留下了不同的撞击和溶蚀痕迹，这些痕迹不仅是判断沉积物所受外动力作用的主要依据，也是还原沉积环境的重要参考[64]。XQ20号样(图7)取自XQ剖面上部漫洪沉积层，次棱角状，磨圆度较低，颗粒表面有较多碟形坑、V形坑、深大挤压坑及贝壳状断口，指示其可能经历了早期冰川搬运过程和后期流水搬运过程。挤压坑内见少量硅沉淀及裂纹，说明沉积后处于干旱环境并受到一定程度的化学风化[65]。XQ32号样为风成沙席沉积，石英颗粒呈近圆状，磨圆度较高，表面有诸多麻坑及少许碟形坑，为沉积过程中细小沙粒频繁碰撞所致。溶蚀坑内少量硅沉淀及裂纹指示相对干旱的沉积环境。XQ60号样属河床沙，次圆状，在外力搬运过程中颗粒表面留下了不同粒级沉积物挤压、撞击形成的V形坑、圆形坑、麻坑及贝壳状断口等，说明该样品经历了冰川、流

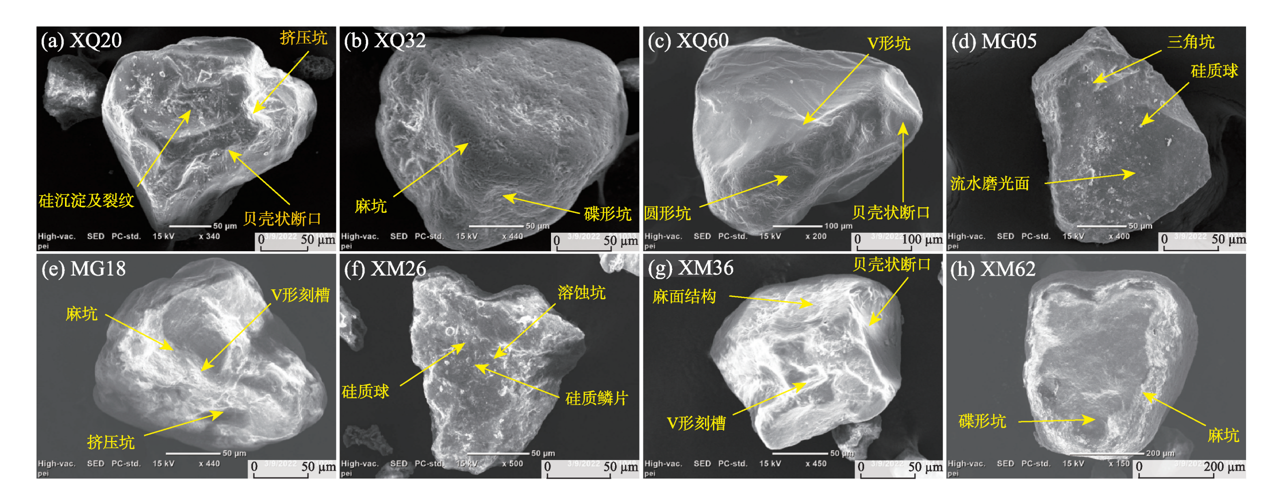


图7 研究剖面代表性样品的石英颗粒表面微形态特征

Fig. 7 Surface micromorphological characteristics of quartz particle of representative samples of the studied profiles

水搬运过程[28]。

MG05号样取自剖面顶部的静水沉积层，石英颗粒为棱角状，磨圆度很差。表面见流水磨光面，新鲜三角坑及溶蚀坑等，并沉淀有较多硅质鳞片及硅质球，指示其经历了较长时段的流水磨蚀，但为数不多的三角坑反映较弱的水动力环境。MG18号样为风成沉积物，石英颗粒呈近圆状，磨圆度中等，具典型的麻面结构。深大挤压坑及V形刻槽指示早期的冰川搬运过程，而颗粒表面的少许裂纹则表明沉积后处于干旱环境，仅受到一定程度的风化。此外，该样磨圆度较差，麻坑数量少，反映沉积物在风力作用下就地起沙[66]，经受搬运的距离较短。

XM26号样同样取自漫洪沉积物，磨圆度差，表面较多硅质鳞片、硅质球及溶蚀坑等指示湿润沉积环境。撞击坑较少，说明沉积时水动力环境较弱且未经长期搬运，沉积物以近源性物质为主。XM36号样为固定半固定沙丘沙，次棱角状，有较为明显的贝壳状断口，V形坑及深度不大的碟形坑并散布细小麻坑，反映早期冰川搬运过程中的挤压作用和后期风力搬运过程中颗粒的相互碰撞，磨圆度较差说明其仅经受短暂的搬运过程。XM62号样为流动沙丘沙，石英颗粒呈近圆状，磨圆度相对较好，表面深度不大的碟形坑及数量众多的麻坑是风力搬运作用的典型特征，而极少量溶蚀坑及硅沉淀则反映了沉积时的干旱环境。

本文3个剖面沉积序列主要由冲积、风积地层交互叠置构成，沉积物可能源于上游冰川碾磨的碎屑物质，且沙漠边缘风积物的搬运堆积过程频繁受到流水作用的影响。因此，与古尔班通古特沙漠典型风成沙石英颗粒[67-68]相比，研究剖面石英颗粒表面不规则撞击坑数量较少，磨圆度相对较差，或多或少带有冰川作用的痕迹，这说明天山冰川沉积物可能是沙漠南缘沉积地层的重要物源，且不论是在河湖环境还是风沙环境沉积物均未经受长距离搬运。此外，大部分石英颗粒表面有硅质球及硅沉淀，指示相对湿润的沉积环境，前人在沙漠南缘冲积相地层沉积环境的研究中也报道了类似现象[23]。

4 讨论

4.1 剖面地层序列记录的区域沉积环境变迁特征

根据前述沉积相和环境代用指标的综合分析(表2)可知，研究区地层沉积序列反映了全新世时期沙漠边缘地区沉积环境在河湖湿地、沙漠沙丘和丘间低地间的频繁转变(图8)。XQ剖面记录，全新世初期约11.1 ka前后，东天山北麓河流尾闾可能发育频繁迁徙的辫状河，具较强水动力，河流沉积较为稳定。而毗邻的FK剖面反映的却是风沙沉积环境[24]。约10.8 ka前后，XQ剖面转变为漫滩湿地环境，但水动力有所波动。毗邻的FK剖面记录，在约9.6~5.4 ka沙漠边缘出现河流活动，反映河流、风沙交替环境，而南部的HG剖面则反映自早全新世以来沙漠边缘地区就已经出现稳定的河湖环境[24]。至全新世中期约5.8 ka左右，XQ剖面记录漫滩湿地水量减退，开始出现风沙活动，研究区向沙漠环境转变，地表发育沙席(平沙地)沉积。随后尾闾河流深入沙漠边缘，洪流漫溢形成泥质荒漠。约4.0 ka，研究区再次出现风沙活动，在漫洪沉积基础上发育沙席沉积。此后XQ剖面在漫洪沉积和沙席沉积之间转变，直至线形沙丘扩张入侵，成为丘间低地，出现稳定的沙漠环境。

表2 研究剖面沉积类型及其特征

Tab. 2 Sedimentary types and characteristics of the studied profiles

类型	沉积构造	粒度	磁化率	石英砂形态及表面结构
沙丘沉积	交错层理	以细沙、极细沙为主;负偏尖峰;分选良好	较高	近圆状;麻坑、碟形坑、溶蚀坑及硅沉淀
沙席沉积	水平层理	以极细沙为主,细沙次之;正态尖峰;分选良好	较高	近圆状;麻坑、碟形坑;硅沉淀及裂纹
静水沉积	块状构造,不显层理	黏土、粉沙含量高;正偏宽峰;分选差	低	棱角状;流水磨光面;三角坑;硅质鳞片及硅质球
漫洪沉积	块状构造	粉沙含量高,黏土次之;峰态宽平;分选较差	低	次棱角状;V形坑、挤压坑;贝壳状断口;硅沉淀
河漫滩沉积	波状层理,夹黏土球、黏土碎块	以粉沙为主;负偏宽峰;分选较差	较低	–
漫滩湿地沉积	根孔锈斑,水下沙波纹	以粉沙为主;正态宽峰;分选中等	低	–
河床沉积	槽状交错层理	中沙含量高,细沙次之;正偏尖峰;分选较好	高	次圆状;V形坑、圆形坑;贝壳状断口

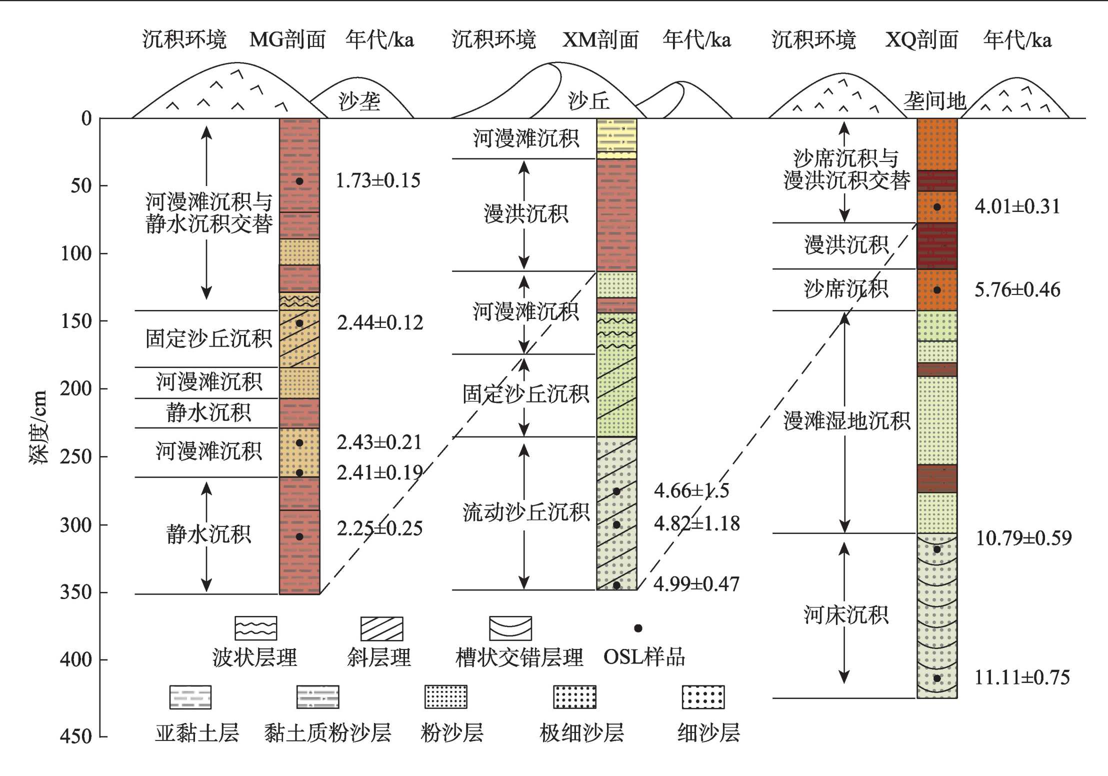


图8 研究剖面记录的沉积环境变迁

Fig. 8 Sedimentary environment change recorded by the studied profiles

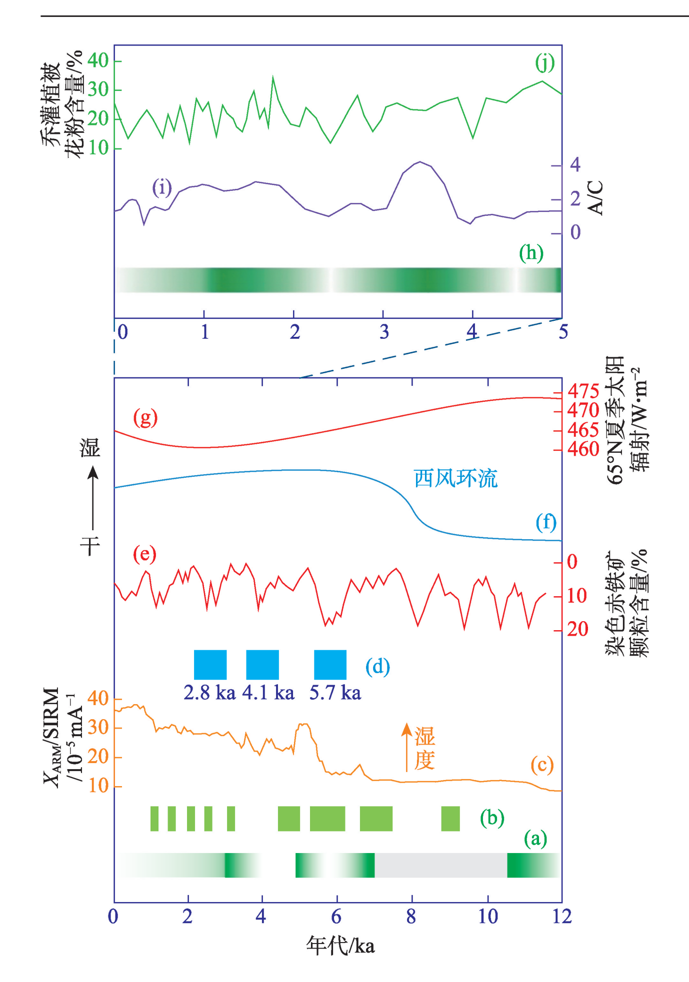
位于古尔班通古特沙漠西南缘的MG、XM剖面均为约5.0 ka以来的中晚全新世沉积。在沉积序列上，二者均为中下部的沙丘沉积上接河漫滩沉积(静水沉积)或漫洪沉积，且剖面顶部覆盖现代沙丘(沙垄)。同期，位于沙漠西南边缘的MNS剖面沉积序列揭示3.0 ka左右为河流环境，1.0 ka左右河流完全消退，沙丘发育[24]。

从本文3个剖面和前人研究剖面全新世沉积序列的变化特点分析，沙漠边缘沉积环境表现出同期异相特点，但总体上以河流过程与风沙过程的消长变化为主。即中晚全新世以来沙漠南缘在气候冷干时风沙活动增强，沙丘发育，沙漠扩张；而尾闾河流水量增加，深入沙漠边缘丘间低地并发育漫滩湿地沉积时，风沙活动减弱，沙丘沉积受到抑制。因此，研究区沉积环境在风水两相营力作用下交替变化。

4.2 全新世以来古尔班通古特沙漠南缘的环境演变过程

总体来看，研究区全新世沉积环境变迁对全球气候变化的响应比较敏感，沉积序列反映了古尔班通古特沙漠进退与天山北麓冲洪积平原范围的消长历史。全新世以来，在太阳辐射强度变化的驱动下，西风环流强弱变化、位置变动以及高山冰雪融水多寡直接引起沙漠边缘风水两相营力的交替变化，同时本区沉积环境演变过程中还可能有北大西洋冷事件的影响。综合3个剖面的沉积序列可将研究区全新世以来的环境演变过程大致划分为3个阶段：

(1) 约11.8~10.2 ka，全新世初期研究区发育河流沉积，石英颗粒表面具冰川和流水搬运痕迹。此时沙漠南部HG剖面以厚层冲积质黏土沉积为主[24]，沙漠东南边缘丘间低地出现冰川融水沉积[18]，西部艾比湖沉积记录显示湖水水量较大[69]，表明此阶段研究区地表湿度有所增加[70]。但天山北麓黄土记录(图9c)却与研究区地层剖面和湖泊沉积记录表现相反，显示早全新世的干旱环境[21,71-72]。相关研究指出，全新世早期中亚干旱区降水量较小，西风环流较弱(图9f)，整体处于干旱气候控制下[21,73-74]，因此本时段研究区局地呈现的河流环境并非西风环流强度变化所致。作为中亚干旱区低海拔地区地表水分的主要来源，周边高山冰川的水分释放决定了盆地内部的湿润程度[22,75]，故早全新世时期研究区河流环境的出现可能是由于北半球夏季太阳辐射(图9g)的增强造成天山冰川消融，致使荒漠-绿洲过渡带局地湿润程度增加。



注：(a) XQ剖面沉积序列记录的全新世沙漠南缘的湿度变化过程，绿色部分代表湿润期，渐变色部分代表湿度增加或减弱期，灰色部分代表缺少年代控制而导致的湿度记录缺失；(b) 莫索湾沙垄剖面古土壤序列（改绘自文献[17]）；(c) 天山北麓LJW10剖面X_{ARM}/SIRM[21]；(d) 北天山冰进期[81]；(e) 北大西洋染色赤铁矿颗粒含量[88]；(f) 西风环流强度变化[20]；(g) 65°N夏季太阳辐射强度变化[76-77]；(h) MG、XM剖面沉积序列记录的5 ka以来沙漠南缘的湿度变化过程；(i) 阿尔泰山南部NRX泥炭蒿藜比(A/C)[86]；(j) 喀纳斯湖乔木、灌木花粉含量[87]。

图9 本研究揭示的古尔班通古特沙漠南缘全新世环境演变过程与周边区域地质记录的对比

Fig. 9 Comparison of Holocene environmental evolution process in the southern margin of Gurbantunggut Desert revealed by this study with geological records of surrounding areas

(2) 约10.2~6.0 ka，XQ剖面底部发育厚度较大、层位稳定的漫滩湿地沉积，沉积物呈灰绿色还原态并具低磁化率，反映长期渍水环境。同期，毗邻区域的FK剖面以冲积沙质黏土、粉沙质细沙和沙质淤泥为主，HG剖面为冲积质粉沙沉积[24]；西南部莫索湾沙垄剖面有密集沙质古土壤层发育（图9b）；沙漠边缘梧桐沟沙垄及丘间地沉积物粒度、磁化率减小，沙丘堆积减慢、趋于固定[18]。在沙漠周边区域，玛纳斯湖沉积物蒿藜比(A/C)反映偏湿气候环境[78]；艾比湖面积扩大[79]；玛纳斯河下游蘑菇湖发育以高岭石为主的黏土矿物沉积[80]；乌鲁木齐河源冰川大量消融[81]；巴里坤湖水位也在逐渐上升[82]。尤其是周边中低山带黄土沉积记录到了与干旱盆地相同的湿润趋势[75]，说明该时段湿润程度的增加可能是由于西风环流增强致使中亚干旱区核心区水汽含量增多，降水增加[20-21,83]。可见在西风环流逐渐增强的背景下，全新世早中期准噶尔盆地南部地区或许迎来了较长时段的气候适宜期。

(3) 约6.0 ka以来，研究区主要为冲积层、风积层交替叠覆的沉积序列，反映了湿润环境和干旱环境的交替变迁。此时段，沙漠西南莫索湾沙垄发育古风成沙与古土壤的互层沉积[17]；MNS剖面记录了风沙沉积-河流沉积-风沙沉积的环境演变过程[24]；沙漠东南梧桐沟沙垄也经历了3.6~2.5 ka的快速堆积期和2.5 ka之后的固定收缩期[18]。此外，东道海子[25-28]、艾比湖[79]、巴里坤湖[82]出现水位的频繁波动；艾比湖湖区在荒漠植被与草原植被之间交替转变[84]；阿尔泰山泥炭蒿藜比(A/C)也反映湿度的波动状况[85]。其中，阿尔泰山南部NRX泥炭（图9i）及喀纳斯湖沉积物乔木、灌木花粉含量（图9j）记录的气候冷干期，与MG、XM剖面中风沙层的发育时间大体一致，显示出本区沉积地层对区域湿度变化响应的敏感性。尤其是研究区地层剖面可能捕捉到了北大西洋冷事件释放的气候信号，如XQ剖面上部2层风沙层的堆积时间分别与5.9 ka和4.2 ka的2次冰漂碎屑事件（图9e）时间相近，而MG剖面中部风沙层的年龄与2.8 ka的冰漂碎屑事件时间接近。同时，天山北麓冰川在5.7 ka、4.1 ka和2.8 ka发生3次冰进（图9d），与本研究所揭示全新世中晚期以来的几次风沙活动有较好的对应性。

综上所述，研究区地层剖面记录了全新世以来河流过程和风沙过程的此消彼长，反映了古尔班通古特沙漠南部边缘地区的湿度演变历史（图9a、h）。早全新世区域升温致使天山冰川大量消融造成了沙漠南缘河流环境的出现，而中晚全新世西风环流的逐渐增强交织着北大西洋冷事件引发的大气波动可能是驱动本区河流环境与风沙环境变迁的主要原因。

5 结 论

（1）沉积相和沉积物粒度特征反映沙漠南缘荒漠-绿洲过渡带地层剖面主要由4种沉积类型构成：河床沉积、漫滩湿地沉积、漫洪沉积和风沙沉积。

（2）研究区沉积物的磁化率主要反映近源性的原生磁性矿物，与颗粒粒径呈正相关，且与外动力搬运作用的大小相关联，因此其变化可以用于指示沉积环境的变迁状况。

（3）研究区地层剖面中石英颗粒表面残留早期冰川作用和后期流水、风力作用的痕迹，表明北天山冰碛物可能是沙漠南缘沉积地层的重要物源，且沉积物未经过长期搬运过程。

（4）研究区地层序列主要反映了河湖环境和风沙环境的更替，早全新世辫状河深入沙漠，沙漠南缘发育河流沉积；中全新世沙漠北退，研究区转变为河流湿地环境；晚全新世风沙活动频繁，风沙环境与河流环境交替出现。本区全新世湿润环境的出现可能受制于西风环流的强弱变化、位置变动及北半球夏季太阳辐射与天山冰川的耦合作用，此外，研究区地层剖面还可能捕捉到了中晚全新世北大西洋冷事件释放的气候信号，表明沙漠边缘沉积对区域性的降温事件响应敏感。

参考文献（References）

[1] Goudie A S. Great warm deserts of the world: Landscapes and evolution[M]. Oxford: Oxford University Press, 2002: 14–15.

[2] Parsons A J, Abrahams A D. Geomorphology of desert environments[M]. Dordrecht: Springer, 2009: 135–141.

[3] Yang X P, Li H W, Conacher A. Large-scale controls on the development of sand seas in northern China[J]. Quaternary International, 2012, 250: 74–83.

[4] Warren A. Dunes: Dynamics, morphology, history[M]. Chichester: Wiley-Blackwell, 2013: 45–47.

[5] Williams M. Climate change in deserts: Past, present and future [M]. London: Cambridge University Press, 2014: 25–34.

[6] Thomas D S G, Hesse P. Dune paleoenvironments[C]//Treatise on Geomorphology. Amsterdam: Elsevier, 2022: 592–616.

[7] Goudie A S, Middleton N J. Desert dust in the global system[M]. Berlin: Springer Berlin Heidelberg, 2006: 45–47.

[8] Bristow C S, Armitagea S J. Dune ages in the sand deserts of the southern Sahara and Sahel[J]. Quaternary International, 2016, 410 (29): 46–57.

[9] Thomas D S G, Bailey R M. Is there evidence for global-scale forcing of southern Hemisphere Quaternary desert dune accumulation? A quantitative method for testing hypotheses of dune system development[J]. Earth Surface Processes and Landforms, 2017, 42 (14): 2280–2294.

[10] Lu H Y, Yi S W, Xu Z W, et al. Chinese deserts and sand fields in Last Glacial Maximum and Holocene optimum[J]. Chinese Science Bulletin, 2013, 58(23): 2775–2783.

[11] Li Q, Wu H B, Guo Z T, et al. Distribution and vegetation reconstruction of the deserts of northern China during the mid-Holocene [J]. Geophysical Research Letters, 2014, 41(14): 5184–5191.

[12] 董光荣, 陈惠中, 王贵勇, 等. 150 ka以来中国北方沙漠沙地演化和气候变化[J]. 中国科学(B辑: 化学, 生命科学, 地学), 1995 (12): 1303–1312. [Dong Guangrong, Chen Huizhong, Wang Guiyong, et al. Desert and sandy land evolution and climate change in northern China since 150 ka[J]. Science China Press (Series B: Chemical, Biology, Geography), 1995(12): 1303–1312.]

[13] 吴正. 中国沙漠及其治理[M]. 北京: 科学出版社, 2009: 10–11. [Wu Zheng. Chinese desert and its governance[M]. Beijing: Science Press, 2009: 10–11.]

[14] Yang X P, Scuderi L, Paillou P, et al. Quaternary environmental changes in the drylands of China: A critical review[J]. Quaternary Science Reviews, 2011, 30(23–24): 3219–3233.

[15] Bush A B G, Rokosh D, Rutter N W, et al. Desert margins near the Chinese Loess Plateau during the mid-Holocene and at the Last Glacial Maximum: A model-data intercomparison[J]. Glob Planet Change, 2002, 32: 361–374.

[16] Yang X P, Liang P, Zhang D G, et al. Holocene aeolian stratigraphic sequences in the eastern portion of the desert belt (sand seas and sandy lands) in northern China and their paleoenvironmental implications[J]. Science China (Earth Sciences), 2019, 62(8): 1302–1315.

[17] 陈惠中, 金炯, 董光荣. 全新世古尔班通古特沙漠演化和气候变化[J]. 中国沙漠, 2001, 21(4): 18–24. [Chen Huizhong, Jin Jiong, Dong Guangrong. Holocene evolution processes of Gurbantunggut Desert and climatic changes[J]. Journal of Desert Research, 2001, 21(4): 18–24.]

[18] Li S H, Fan A C. OSL chronology of sand deposits and climate change of last 18 ka in Gurbantunggut Desert, northwest China[J]. Journal of Quaternary Science, 2011, 26(8): 813–818.

[19] Jin L Y, Chen F H, Morrill C, et al. Causes of early Holocene desertification in arid Central Asia[J]. Climate Dynamics, 2012, 8: 1577–1591.

[20] Chen F H, Yu Z C, Yang M L, et al. Holocene moisture evolution in arid Central Asia and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history[J]. Quaternary Science Reviews, 2008, 27(3–4): 351–364.

[21] Chen F H, Jia J, Chen J H, et al. A persistent Holocene wetting trend in arid Central Asia, with wettest conditions in the late Holocene, revealed by multi-proxy analyses of loess-paleosol sequences in Xinjiang, China[J]. Quaternary Science Reviews, 2016, 146

(2): 134-146.

[22] Rao Z G, Wu D D, Shi F X, et al. Reconciling the “westerlies” and “monsoon” models: A new hypothesis for the Holocene moisture evolution of the Xinjiang region, NW China[J]. Earth Science Reviews, 2019, 191(1): 263-272.

[23] 黄强, 周兴佳. 晚更新世晚期以来古尔班通古特沙漠南部的气候环境演化[J]. 干旱区地理, 2000, 23(1): 55-60. [Huang Qiang, Zhou Xingjia. The climate-environment changes in the south of Gurbantunggut Desert since 80 ka BP[J]. Arid Land Geography, 2000, 23(1): 55-60.]

[24] Zong H R, Fu X, Li Z J, et al. Multi-method pIRIR dating of sedimentary sequences at the southern edge of the Gurbantunggut Desert, NW China and its paleoenvironmental implications[J]. Quaternary Geochronology, 2022, 70: 101300, doi: 10.1016/j.quageo.2022.101300.

[25] 阎顺, 穆桂金, 孔昭宸, 等. 天山北麓晚全新世环境演变及其人类活动的影响[J]. 冰川冻土, 2004, 26(4): 403-410. [Yan Shun, Mu Guijin, Kong Zhaochen, et al. Environmental evolvement and human activity impact in the late Holocene on the north slopes of the Tianshan Mountains, China[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2004, 26(4): 403-410.]

[26] 阎顺, 李树峰, 孔昭宸, 等. 乌鲁木齐东道海子剖面的孢粉分析及其反映的环境变化[J]. 第四纪研究, 2004, 24(4): 463-468. [Yan Shun, Li Shufeng, Kong Zhaochen, et al. The pollen analyses and environment changes of the Dongdaohaizi area in Urumqi, Xinjiang[J]. Quaternary Sciences, 2004, 24(4): 463-468.]

[27] 李树峰, 阎顺, 孔昭宸, 等. 乌鲁木齐东道海子剖面的硅藻记录与环境演变[J]. 干旱区地理, 2005, 28(1): 81-87. [Li Shufeng, Yan Shun, Kong Zhaochen, et al. Diatom records and environmental changes of the Dongdaohaizi area in Urumqi, Xinjiang[J]. Arid Land Geography, 2005, 28(1): 81-87.]

[28] 马妮娜, 穆桂金, 阎顺. 中全新世以来乌鲁木齐东道海子B剖面沉积物源探讨与分析[J]. 干旱区地理, 2005, 28(2): 188-193. [Ma Nina, Mu Guijin, Yan Shun. Discussion and analysis on sediment source of Dongdaohaizi B section in Urumqi since middle Holocene[J]. Arid Land Geography, 2005, 28(2): 188-193.]

[29] 陈治平. 准噶尔盆地古尔班通古特沙漠的基本特征[C]//地理集刊(地貌学). 北京: 科学出版社, 1963(5): 79-91. [Chen Zhiping. Basic features of Gurbantunggut Desert in Junggar Basin[C]//Geographical Collection (Geomorphology). Beijing: Science Press, 1963(5): 79-91.]

[30] 朱震达, 吴正, 刘恕. 中国沙漠概论[M]. 北京: 科学出版社, 1980: 1-107. [Zhu Zhenda, Wu Zheng, Liu Shu. Generality to Chinese desert[M]. Beijing: Science Press, 1980: 1-107.]

[31] 陈曦. 中国干旱区自然地理[M]. 北京: 科学出版社, 2010: 45-46. [Chen Xi. Natural geography of arid areas in China[M]. Beijing: Science Press, 2010: 45-46.]

[32] 钱亦兵, 吴兆宁. 古尔班通古特沙漠环境研究[M]. 北京: 科学出版社, 2010: 6-15. [Qian Yibing, Wu Zhaoning. Environments of Gurbantunggut Desert[M]. Beijing: Science Press, 2010: 6-15.]

[33] 中国科学院新疆综合考察队. 新疆地貌[M]. 北京: 科学出版社, 1978: 56-58. [Xinjiang Expedition of Chinese Academy of Sciences. Xinjiang landform[M]. Beijing: Science Press, 1978: 56-58.]

[34] Li X M, Yan P, Liu B L. Geomorphological classification of aeolian-fluvial interactions in the desert region of north China[J]. Journal of Arid Environments, 2020, 172: 104021, doi: 10.1016/j.jaridenv.2019.104021.

[35] Aitken M J. An introduction to optical dating[M]. Oxford: Oxford University Press, 1998: 1-262.

[36] Stokes S, Bailey R M, Fedoroff N, et al. Optical dating of aeolian dynamism on the west African Sahelian margin[M]. Geomorphology, 2004, 59(1-4): 281-291.

[37] Robins L, Greenbaum N, Yu L P, et al. High resolution portable OSL analysis of vegetated linear dune construction in the margins of the northwestern Negev dunefield (Israel) during the late Quaternary[J]. Aeolian Research, 2021, 50: 100680, doi: 10.1016/j.aeolia.2021.100680.

[38] 赖忠平, 欧先交. 光释光测年基本流程[J]. 地理科学进展, 2013, 32(5): 683-693. [Lai Zhongping, Ou Xianjiao. Basic process of optically stimulated luminescence dating[J]. Progress of Geography, 2013, 32(5): 683-693.]

[39] Murray A S, Wintle A G. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol[J]. Radiation Measurements, 2000, 32(1): 57-73.

[40] 王旭龙, 卢演俦, 李晓妮. 细颗粒石英光释光测年:简单多片再生法[J]. 地震地质, 2005, 27(4): 615-622. [Wang Xulong, Lu Yanchou, Li Xiaoni. Luminescence dating of fine-grained quartz in Chinese loess-simplified multiple aliquot regenerative-dose (MAR) protocol[J]. Seismology Geology, 2005, 27(4): 615-622.]

[41] Folk R L, Ward W C. Brazos river bar: A study in the significance of grain size parameters[J]. Journal of Sedimentary Research, 1957, 27(1): 3-26.

[42] Reading H G. Sedimentary environments and facies[M]. London: Cambridge University Press, 1978: 1-557.

[43] 任明达, 王乃梁. 现代沉积环境概论[M]. 北京: 科学出版社, 1981: 77-94. [Ren Mingda, Wang Nailiang. Generality to modern sedimentary environments[M]. Beijing: Science Press, 1981: 77-94.]

[44] 杨小平, 杜金花, 梁鹏, 等. 晚更新世以来塔克拉玛干沙漠中部地区的环境演变[J]. 科学通报, 2021, 66(24): 3205-3218. [Yang Xiaoping, Du Jinhua, Liang Peng, et al. Paleoenvironmental changes in the central part of the Taklamakan Desert, northwestern China since the late Pleistocene[J]. Chinese Science Bulletin, 2021, 66(24): 3205-3218.]

[45] 成都地质学院陕北队. 沉积岩(物)粒度分析及其应用[M]. 北京: 科学出版社, 1978: 1-147. [Team Northern Shaanxi of Chengdu Institute of Geology. Grain size analysis of sedimentary rocks and its application[M]. Beijing: Science Press, 1978: 1-147.]

[46] Scholle P A, Spearing S. Sandstone depositional environments[M]. Tulsa: The American Association of Petroleum Geologists, 1981: 49-83.

[47] Lee D B, Ferdowsi B, Jerolmack D J. The imprint of vegetation on desert dune dynamics[J]. Geophysical Research Letters, 2019, 46 (21): 12041-12048.

[48] Thompson R, Oldfield F. Environmental magnetism[M]. London: Allen & Unwin, 1986: 56-57.

[49] Heller F, Liu T S. Paleoclimatic and sedimentary history from magnetic susceptibility of loess in China[J]. Geophysical Research Letters, 1986, 13: 1169-1172.

[50] 吕厚远, 韩家懋, 吴乃琴, 等. 中国现代土壤磁化率分析及其古气候意义[J]. 中国科学(B辑: 化学, 生命科学, 地学), 1994, 24 (12): 1291- 1297. [Lü Houyuan, Han Jiamao, Wu Naiqin, et al. Analysis of modern soil magnetic susceptibility of loess in China paleoclimate significance[J]. Science China (Series B: Chemical, Biology, Geography), 1994, 24(12): 1291-1297.]

[51] 刘秀铭, 刘植, 吕镔, 等. 塞尔维亚黄土的磁学性质及其环境意义[J]. 科学通报, 2012, 57(33): 3173-3184. [Liu Xiuming, Liu Zhi, Lü Bin, et al. The magnetic properties of Serbian loess and its environmental significance[J]. Chinese Science Bulletin, 2012, 57 (33): 3173-3184.]

[52] 李平原, 刘秀铭, 刘植, 等. 腾格里沙漠边缘表土磁学性质及其意义[J]. 第四纪研究, 2012, 3(4): 771-776. [Li Pingyuan, Liu Xiuming, Liu Zhi, et al. The magnetic properties of topsoil from the edge of Tenger Desert, and its environmental significance[J]. Quaternary Sciences, 2012, 32(4): 771-776.]

[53] 李平原, 刘秀铭, 郭雪莲, 等. 西北戈壁沙漠-黄土高原区表土磁化率特征及其意义[J]. 第四纪研究, 2013, 33(2): 360-367. [Li Pingyuan, Liu Xiuming, Guo Xuelian, et al. The magnetic susceptibility properties of top soil's in Gobi-Loess Plateau, northwest China[J]. Quaternary Sciences, 2013, 33(2): 360-367.]

[54] 张家强, 李从先, 丛友滋. 水成沉积与风成沉积及古土壤的磁组构特征[J]. 海洋地质与第四纪地质, 1999, 19(2): 86-95. [Zhang Jiaqiang, Li Congxian, Cong Youzi. Magnetic fabric characteristics of hydraulic deposit, eolian deposit and paleosol[J]. Marine Geology and Quaternary Geology, 1999, 19(2): 86-95.]

[55] 夏敦胜, 魏海涛, 马剑英, 等. 中亚地区现代表土磁学特征及其古环境意义[J]. 第四纪研究, 2006, 26(6): 937-946. [Xia Dunsheng, Wei Haitao, Ma Jianying, et al. Magnetic characteristics of surface soil in arid region of Central Asia and their paleoenvironment significance[J]. Quaternary Sciences, 2006, 26(6): 937-946.]

[56] 赵爽, 夏敦胜, 靳鹤龄, 等. 科尔沁沙地风沙沉积物磁学特征及其古环境意义初探[J]. 中国沙漠, 2013, 33(2): 334-342. [Zhao Shuang, Xia Dunsheng, Jin Heling, et al. Magnetic characteristics of aeolian sand sediments in Horqin Sandy Land, northeastern China, and its paleoenvironment significance: A preliminary exploration[J]. Journal of Desert Research, 2013, 33(2): 334-342.]

[57] 吉云平. 不同类型沉积物中磁化率的解释[D]. 北京: 北京大学, 2007. [Ji Yunping. Interpretation of magnetic susceptibility in different sediments[D]. Beijing: Peking University, 2007.]

[58] Xia D S, Jia J, Wei H T, et al. Magnetic properties of surface soils in the Chinese Loess Plateau and the adjacent Gobi areas, and their implication for climatic studies[J]. Journal of Arid Environments, 2012, 78: 73-79.

[59] 王友郡, 贾佳, 高福元, 等. 阿拉善地区古水下沉积物与风沙沉积物磁学特征及意义[J]. 中国沙漠, 2017, 37(4): 626-634. [Wang Youjun, Jia Jia, Gao Fuyuan, et al. Magnetic characteristics of aeolian sand and ancient underwater sediments and their applications in Alxa region of China[J]. Journal of Desert Research, 2017, 37(4): 626-634.]

[60] 吉云平, 夏正楷. 不同类型沉积物磁化率的比较研究和初步解释[J]. 地球学报, 2007, 28(6): 541-549. [Ji Yunping, Xia Zhengkai. Comparison and primarily interpretation of magnetic susceptibility in different sediment[J]. Acta Geoscientica Sinica, 2007, 28 (6): 541-549.]

[61] Maher B A, Thompson R. Paleorainfall reconstructions from pedogenic magnetic susceptibility variations in Chinese loess and paleosols[J]. Quaternary Research, 1995, 44(3): 383-391.

[62] 刘秀铭, 夏敦胜, 刘东生, 等. 中国黄土和阿拉斯加黄土磁化率气候记录的两种模式探讨[J]. 第四纪研究, 2007, 27(2): 210-220. [Liu Xiuming, Xia Dunsheng, Liu Dongsheng, et al. Discussion on two models of paleoclimatic records of magnetic susceptibility of Alaskan and Chinese loess[J]. Quaternary Sciences, 2007, 27(2): 210-220.]

[63] 刘秀铭, 刘东生, 夏敦胜, 等. 中国与西伯利亚黄土磁化率古气候记录-氧化和还原条件下的两种成土模式分析[J]. 中国科学(D辑: 地球科学), 2007, 37(10): 1382- 1391. [Liu Xiuming, Liu Dongsheng, Xia Dunsheng, et al. The analyses of two different pedogenesis models in reductive and oxidative conditions recorded by Chinese and Siberia loess[J]. Science China Press (Series D: Geoscience), 2007, 37(10): 1382-1391.]

[64] 谢又予, 崔之久, 李洪云. 中国石英砂表面结构特征图谱[M]. 北京:海洋出版社, 1984: 1-164. [Xie Youyu, Cui Zhijiu, Li Hongyun. Atlas of surface structure characteristics of Chinese quartz sand[M]. Beijing: China Ocean Press, 1984: 1-164.]

[65] 吴正. 我国内陆沙漠与海岸沙丘石英颗粒表面结构的对比研究[J]. 中国沙漠, 1995, 5(3): 201-206. [Wu Zheng. A comparative study of the surface texture of quartz sand in inland deserts and than in coastal dunes, China[J]. Journal of Desert Research, 1995, 5(3): 201-206.]

[66] 高存海, 穆桂金, 阎顺, 等. 塔克拉玛干沙漠深部石英砂微结构特征及其环境意义[J]. 地质论评, 1995, 41(2): 152-158. [Gao Cunhai, Mu Guijin, Yan Shun, et al. Features of surface micro-textures of quartz sand grains in the hinterland of the Taklimakan Desert and their environmental significance[J]. Geological Review, 1995, 41(2): 152-158.]

[67] 朱春鸣, 董治宝, 刘铮瑶, 等. 古尔班通古特沙漠树枝状沙丘沉积物粒度和微形态特征的空间分异[J]. 中国沙漠, 2021, 41(2): 9-18. [Zhu Chunming, Dong Zhibao, Liu Zhengyao, et al. Grain size

and micro-morphology characteristics of the surface sediments of dendritic sand dunes in the Gurbantunggut Desert[J]. Journal of Desert Research, 2021, 41(2): 9−18.]

[68] 刘铮瑶. 古尔班通古特沙漠沙丘地貌及其发育环境[D]. 西安: 陕西师范大学, 2022. [Liu Zhengyao. Sandy landform and development environment of Gurbantunggut Desert[D]. Xi'an: Shaanxi Normal University, 2022.]

[69] 吴敬禄, 沈吉, 王苏民, 等. 新疆艾比湖地区湖泊沉积记录的早全新世气候环境特征[J]. 中国科学(D辑: 地球科学), 2003, 33(6): 569−575. [Wu Jinglu, Shen Ji, Wang Sumin, et al. Characteristics of early Holocene climate and environment recorded by lake sediments in Ebinur Lake area, Xinjiang[J]. Science China Press (Series D: Geoscience), 2003, 33(6): 569−575.]

[70] 宋姝瑶. 新疆艾比湖湿地全新世以来环境演变研究[D]. 石家庄: 河北地质大学, 2016. [Song Shuyao. Holocene climate change in the Ebinur Lake Wetland, Xinjiang, China[D]. Shijiazhuang: Hebei GEO University, 2016.]

[71] Li G H, Xia D S, Lu H, et al. Magnetic, granulometric and geochemical characterizations of loess sections in the eastern arid Central Asia: Implication for paleoenvironmental interpretations [J]. Quaternary International, 2020, 552: 135−147.

[72] 范义姣, 田伟东, 杨军怀, 等. 新疆天山地区不同海拔黄土记录的末次冰消期以来的环境演变[J]. 第四纪研究, 2021, 41(5): 1244−1253. [Fan Yijiao, Tian Weidong, Yang Junhuai, et al. Environmental changes since last deglaciation recorded in loess at different altitude in Tianshan Mountains, Xinjiang[J]. Quaternary Sciences, 2021, 41(5): 1244−1253.]

[73] Gao F Y, Jia J, Xia D S, et al. Assessment of the dominant climatic factor affecting pedogenic development in eolian sequences during the Holocene in arid Central Asia[J]. Quaternary International, 2018, 502(A): 78−84.

[74] Kang S G, Wang X L, Roberts H M, et al. Increasing effective moisture during the Holocene in the semiarid regions of the Yili Basin, Central Asia: Evidence from loess sections[J]. Quaternary Science Reviews, 2020, 246: 106553, doi: 10.1016/j.quascirev.2020.106553.

[75] Jia J, Chen J H, Wang Z Y, et al. No evidence for an anti-phased Holocene moisture regime in mountains and basins in Central Asian: Records from Ili loess, Xinjiang[J]. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 2021, 572: 110407, doi: 10.1016/j.palaeo.2021.110407.

[76] Berger A, Loutre M F. Insolation values for the climate of the last 10 million year[J]. Quaternary Science Reviews, 1991, 10(4): 297−317.

[77] Robutel P, Joutel F, Correia A C M, et al. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the earth[J]. Astronomy and Astrophysics, 2004, 428(1): 261−285.

[78] 林瑞芬, 卫克勤, 程致远, 等. 新疆玛纳斯湖沉积柱样的古气候古环境研究[J]. 地球化学, 1996, 25(1): 63−72. [Lin Ruifen, Wei Keqin, Cheng Zhiyuan, et al. A paleoclimatic study on lacustrine cores from Lake Manas, Xinjiang, western China[J]. Geochemical, 1996, 25(1): 63−72.]

[79] 吴敬禄, 王苏民, 王洪道. 新疆艾比湖全新世以来的环境变迁与古气候[J]. 海洋与湖沼, 1996, 27(5): 524−530. [Wu Jinglu, Wang Sumin, Wang Hongdao. Characters of the evolution of climate and environment of Holocene in Aibi Lake Basin in Xinjiang[J]. Oceanologia et Limnologia sinica, 1996, 27(5): 524−530.]

[80] 史兴民, 李有利, 杨景春. 新疆玛纳斯河蘑菇湖沉积物中粘土矿物及其环境意义[J]. 干旱区地理, 2007, 30(1): 84−88. [Shi Xingmin, Li Youli, Yang Jingchun. Environmental significance and clay mineral characteristics of Mogu Lake sediment of Manas River [J]. Arid Land Geography, 2007, 30(1): 84−88.]

[81] 陈吉阳. 天山乌鲁木齐河源全新世冰川变化的地衣年代学等若干问题之初步研究[J]. 中国科学(B辑: 化学, 生物学, 农学, 医学,地学), 1988(1): 95−104. [Chen Jiyang. A preliminary study on lichen chronology of Holocene glacier changes in the headwaters of Urumqi River, Tianshan Mountains[J]. Science China (Series B: Chemical, Biology, Agronomy, Medical, Geography), 1988(1): 95−104.]

[82] 汪海燕, 岳乐平, 李建星, 等. 全新世以来巴里坤湖面积变化及气候环境记录[J]. 沉积学报, 2014, 32(1): 93−100. [Wang Haiyan, Yue Leping, Li Jianxing, et al. Changing of the lake area and records of climate and environment of Barkol Lake during Holocene[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2014, 32(1): 93−100.]

[83] Xie H C, Zhang H W, Ma J Y, et al. Trend of increasing Holocene summer precipitation in arid Central Asia: Evidence from an organic carbon isotopic record from the LJW10 loess section in Xinjiang, NW China[J]. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 2018, 509: 24−32.

[84] 延琪瑶, 王力, 张芸, 等. 新疆艾比湖小叶桦湿地3900年以来的植被及环境演变[J]. 应用生态学报, 2021, 32(2): 486−494. [Yan Qiyao, Wang Li, Zhang Yun, et al. Changes in vegetation and environment in the *Betula microphylla* wetland of Ebinur Lake in Xinjiang since 3900 cal aBP[J]. Chinese Journal of Applied Ecology, 2021, 32(2): 486−494.]

[85] Feng Z D, Sun A Z, Abdusalih N, et al. Vegetation changes and associated climatic changes in the southern Altai Mountains within China during the Holocene[J]. The Holocene, 2017, 27(5): 683−693.

[86] Zhang D L, Chen X, Li Y M, et al. Holocene moisture variations in the arid Central Asia: New evidence from the southern Altai Mountains of China[J]. Science of the Total Environment, 2020, 735: 139545, doi: 10.1016/j.scitotenv.2020.139545.

[87] Haung X Z, Peng W, Rudaya N, et al. Holocene vegetation and climate dynamics in the Altai Mountains and surrounding areas[J]. Geophysical Research Letters, 2018, 45(13): 6628−6636.

[88] Bond G, Showers W, Cheseby M, et al. A pervasive millennial-scale cycle in north Atlantic Holocene and glacial climates[J]. Science, 1997, 278(5341): 1257−1266.

Holocene environmental evolution recorded by sedimentation on the southern edge of the Gurbantunggut Desert

MA Yunqiang[1,2], LIU Rui[1,2], LI Zhizhong[1,2,3], JIN Jianhui[1,2,3],
ZOU Xiaojun[1,2], TAN Dianjia[1,2], TAO Tonglian[1,2]
(1. College of Geographical Sciences, Fujian Normal University, Fuzhou 350117, Fujian, China;
2. State Key Laboratory of Subtropical Mountain Ecology, Fujian Normal University, Fuzhou 350117, Fujian, China;
3. Institute of Geography, Fujian Normal University, Fuzhou 350117, Fujian, China)

Abstract: The southern margin of the Gurbantunggut Desert is located in the intersection area of wind-water forces with a unique sedimentary environment and sensitive response to climatic change. This makes the area ideal to study the Holocene environmental evolution of the northwest desert of China.Three aeolian-alluvial interactive stratigraphic profiles in the desert-oasis transitional zone of the southern margin of the Gurbantunggut Desert were selected. Based on field observation of the lithological characteristics and sedimentary sequences, the age scale was established using optically stimulated luminescence dating. Herein, combined with the comparative analysis of particle size parameters, magnetic parameters, and surface micromorphology characteristics of quartz particles, the sedimentary environmental evolution process since the Holocene in the study area was comprehensively discriminated. The result showed that the stratigraphic sequences in the study area mainly reflect the prevalence and recession of river and wind-sand processes, exhibiting obvious characteristics of contemporaneous heterogeneity. Moreover, alluvial deposits were dominant in the northern piedmont of the Tianshan Mountains from 11.8 ka to 10.2 ka, and braided rivers penetrated the desert with local fluvial deposits. From 10.2 ka to 6.0 ka, the study area entered into the Holocene optimum, and the desert retreated northward with widespread lakes and wetlands. Furthermore, the study area has experienced weak alluvial deposits and frequent wind-sand activities from 6 ka to the present, and the desert environment alternated with the river environment. In the past millennium, the sedimentary environment of the study area has exhibited the characteristics of increased wind-sand activity and river alluvial atrophy, along with the Gurbantunggut Desert showing an overall trend of southward invasion and expansion. The change of strength and position of westerly circulation mainly controlled the emergence of the Holocene humid environment in the study area. Additionally, the coupling between the Northern Hemisphere summer insolation and the Tianshan Glacier and the climatic fluctuation caused by the Northern Atlantic ice-rafted debris event were crucial factors affecting the sedimentary environment of the study area in the Holocene.

Key words: Holocene; sedimentary environment change; climatic evolution; aeolian-alluvial alternative deposition; Gurbantunggut Desert